RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA E TERRESTRE DE ONDA LONGA: UMA ABORDAGEM DIDÁTICA

Emerson GALVANI [1]

RESUMO

O saldo de radiação em superfície (SR) é composto por duas componentes: uma de onda curta e outra de onda longa. A componente de onda curta tem como fonte primária à radiação solar proveniente do sol. Esta componente ao interagir com a atmosfera divide-se em duas componentes: uma direta (Hdir) e outra difusa (Hdif) em que, sua totalidade em superfície caracteriza a radiação solar global (Hg). Portanto Hg=Hdir+Hdif. Ao interagir com a superfície terrestre uma parte dessa radiação de onda curta é absorvida e parte e refletida configurando uma componente denominada de radiação solar refletida (Hr). Essa reflexão pela superfície configura uma propriedade denominada de albedo ou coeficiente de reflexão. O saldo de onda curta (SRoc) será, portanto, a subtração da componente refletida da componente global. Didaticamente podemos dizer, a energia que entrou menos a que saiu do sistema na forma de onda curta (SRoc=Hg-Hr). A radiação solar global e suas componentes derivadas atuam somente nos horários de brilho solar entre o nascer e o ocaso do sol.

A segunda componente do balanço de radiação é aquela denominada de onda longa. Cabe lembrar que, todos os corpos com temperatura acima de zero grau absoluto emitem determinado comprimento de onda (inclusive o ser humano com temperatura corporal em torno de 37 ^{o}C). Assim, a componente de onda longa vai atuar ao longo das horas de brilho solar, assim como, no período noturno. A componente emitida pela superfície terrestre (IVT – infravermelho terrestre) será função da própria temperatura desta e, justifica o resfriamento noturno após o ocaso do sol. Perceba que onda longa, fisicamente, é emitida enquanto que onda curta é refletida. A atmosfera ou mesmo a base das nuvens apresenta temperaturas da ordem de –40 ^{o}C no limite superior da troposfera (muito acima do zero absoluto que é de –273 ^{o}C), assim a atmosfera também emite radiação de onda longa para a superfície (IVA). Configura-se, portanto o saldo de radiação de onda longa (SRol) que será obtido subtraindo a componente atmosférica da terrestre (SRol=IVA–IVT). A componente de onda longa e de difícil quantificação e por vezes é desconsiderado do balanço energético terrestre em alguns manuais. A componente de onda longa é quantificada com uso de equipamentos especiais denominados de pirgeômetros. Assim, configura-se o saldo de radiação em superfície dado pela relação entre o saldo de onda curta e o saldo de onda longa (SR=SRoc–SRol).

O objetivo do trabalho é apresentar uma abordagem didática e quantitativa da componente da radiação atmosférica e terrestre de onda longa evidenciando seu papel no balanço energético e sua importância nos processos físicos que ocorrem na superfície terrestre. Para tanto se utilizou de dados de IVA e IVT obtidos em um pirgeômetro instalado na estação climatológica do Laboratório de Climatologia e Biogeografia do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo (Longitude: 46^{o}43’ W, longitude: 23^{o}33’ S e altitude de 749 metros). Os resultados evidenciam que a componente de onda longa é fundamental na avaliação do saldo de radiação em superfície, não devendo ser negligenciada no balanço térmico terrestre, e sua quantificação ou modelagem devem ser incentivados em trabalhos futuros.

[1] Prof. Dr. Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo – USP. E-mail: egalvani@usp.br

INTRODUÇÃO

A radiação atmosférica e terrestre de onda longa constitui-se em importante componente no balanço global de radiação e de energia. A sua avaliação e modelagem são necessárias para: (a) previsão de resfriamento noturno, formação de nevoeiros e ocorrência de geadas, variação de temperatura e cobertura de nuvens, (b) estudos de balanço de energia e radiação, (c) projetos de sistemas de refrigeração e também (d) determinação de variabilidade climática e aquecimento global (CRAWFORD; DUCHON,1999; IPCC, 2001).

A radiação eletromagnética, da faixa do infravermelho (comprimento de onda entre 4,0 e 50,0 μm) emitida pela atmosfera e superfície terrestre constitui-se em uma componente de difícil e cara mensuração. A avaliação desta componente é efetuada com auxilio de pirgêometros. Este instrumento permite obter a componente de onda longa atmosférica e a terrestre separadamente. Também é possível a combinação desses dois sensores em um único instrumento denominado de saldo pirgêometro que terá como resultante o saldo de radiação de onda longa (SRol). Na tentativa de modelar a componente atmosférica de onda longa diversos pesquisadores apresentam suas propostas, a saber: Angstrom (1918), Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso and Jackson (1969), Brutsaert (1975), Berger et al. (1984), Culf e Nash (1993), Alados-Arboledas (1993), Prata (1996), Crawford e Duchon (1999) ambos citados por Iziomona et al. (2003).

No Brasil o grupo de radiometria solar da UNESP (Universidade Estadual Paulista – Campus de Botucatu – SP) sob a liderança do Prof. Dr. João Francisco Escobedo tem apresentado significativa contribuição na quantificação e modelagem da radiação solar, dentro deste espectro a componente de onda longa. Também o Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG - USP (Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo) apresenta importantes resultados de quantificação e modelagem de radiação solar em áreas urbanas. Machado e Azevedo (2004) apresentam resultados que evidenciam variações nos valores da emissão térmica entre as diversas áreas, com distintos modelos de ocupação do solo, para os trajetos percorridos, e que apresentam potencial para avaliações mais detalhadas.

Percebe-se uma extensa literatura sobre o tema, sobretudo aquela estrangeira, contudo com uma abordagem numérica e observacional, o que por vezes dificulta o entendimento do aluno ainda em fase embrionária em seu processo de formação. Assim, o objetivo do trabalho é apresentar uma abordagem didática e quantitativa da componente da radiação atmosférica e terrestre de onda longa evidenciando seu papel no balanço energético e sua importância nos processos físicos que ocorrem na superfície terrestre.

MÉTODOS e TÉCNICAS

Instrumental

O dados de radiação de onda longa atmosférica e terrestre foram obtidos junto a estação meteorológica instalado no Laboratório de Climatologia e Biogeografia do Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo – USP (Longitude: 46^{o}43’ W, longitude: 23^{o}33’ S e altitude de 749 metros). A estação encontra-se instalado no teto do predio em uma área coberta com grana de 5 por 5m , totalizando 25 m^{2}.

O instrumento utilizado foi um saldo radiômetro CNR1 da Kipp e Zonen. Este instrumento avalia simultaneamente as componentes de radiação solar global e refletida (sensores superior e inferior a esquerda da figura 01) e as componentes de onda longa atmosférica e terrestre (sensores superior e inferior a direita da figura 01). Quando se trabalha individualmente com as componentes de onda longa atmosférica e terrestre invidualmente esse sensor é denominado de pirgeômetro.

Figura 01: Saldo radiômetro produzido pela Kipp e Zonen.

O período de observação utilizado neste trabalho compreende os dias 21 a 27 de maio de 2003. Foi utilizado um processador amostrando-os na freqüência de 5 segundos e um módulo de memória armazenando as médias a cada 5 minutos.

As componentes quantificadas com o CNR1 são as seguintes:

* Medidas diretas:

Hg que é a radiação solar global – onda curta (W m^{-2});

Hr que é a radiação solar refletida - onda curta (W m^{-2});

IVT que é a radiação de onda longa terrestre – onda longa (W m^{-2});

IVT que é a radiação de onda longa atmosférica - onda longa (W m^{-2});

* Medidas indiretas:

SRoc que é o saldo de radiação de onda curta obtido por Hg–Hr, onda curta (W m^{-2});

Albedo[2] que é a relação entre a Hr/Hg multiplicado por 100 (adimensional);

SRol que é o saldo de radiação de onda longa obtido por IVT – IVA, onda longa (W m^{-2});

SR que é o saldo total de radiação obtido por SRoc–SRol (W m^{-2}).

Adotamos o dia juliano para indicar as datas. Neste sistema, o primeiro dia do ano, primeiro de janeiro no calendário convencional, é o dia juliano (DJ) 1. A contagem dos dias prossegue até o final do ano sem a consideração dos meses. Por exemplo, o dia 21 de maio corresponde ao DJ 141 nos anos com 365 dias. Na escala dos gráficos, apresentados adiante, os rótulos da escala são grafados às 0:00h do dia juliano que se inicia.

RESULTADOS

A figura 02 apresenta a variação da emissividade terrestre (IVT) para o intervalo entre os dias 21 a 27 de maio de 2003. Observando os valores máximos de IVT percebe-se que se aproximam de 500 W m^{-2}. Isto representa perda de energia da superfície para a atmosfera,

[2] O albedo ou coeficiente de reflexão expressa a capacidade da superfície em refletir ou absorver radiação de onda curta. Os objetos e superfícies claras tendem a refletir mais e absorver menos energia, portanto seu albedo é próximo de 100%. Já para objetos escuros que absorvem mais do que refletem energia, o albedo se aproxima de zero. Isso ajuda a explicar porque o asfalto se aquece mais quando comparado a áreas com outras coberturas.

ou seja, saída de energia do sistema. Percebe-se também um ciclo diário atingindo valores máximos em horários coincidentes com a máxima temperatura do ar. Essa relação explica-se pelo fato da emissividade de um objeto qualquer ser proporcional a sua temperutura elevada a quarta potência, ou seja, quanto mais elevada sua temperatura, mais elevada será sua emissividade. Para um melhor entendimento desta componente temos que recorrer aos conhecimentos de leis de radiação, em especial a lei de Stefan-Boltzmann que preconiza que o poder emissivo total, Et, de um *corpo negro* é diretamente proporcional à quarta potência de sua temperatura absoluta: $Et = \sigma.T^4$, onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5{,}687 \times 10^{-8}$ W $m^{-2}K^{-4}$). Assim, quanto mais elevada for a temperatura do objeto/superfície maior será a emissividade deste.

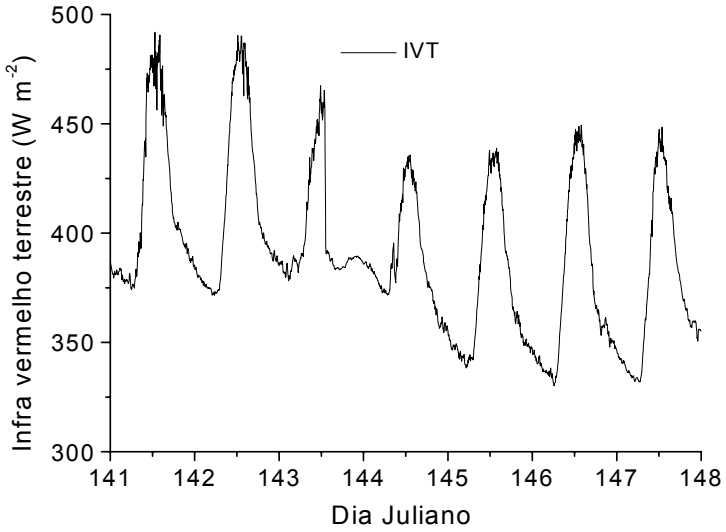

Figura 02: Variação do infravermelho terrestre (IVT) para o período entre o dia juliano 141 ao 147 do ano de 2003, registrado na Estação Climatológica do LCB – USP.

Para evidenciar a relação entre IVT e temperatura do ar observe a figura 3. Embora a emissividade terrestre dependa diretamente da temperatura da superfície, e não da temperatura do abrigo meteorológico a 1,5 m acima do solo, percebe-se uma estreita relação entre essas variáveis. Após a passagem do sistema frontal (FP) a emissividade terrestre diminui proporcionalmente a redução da temperatura do ar.

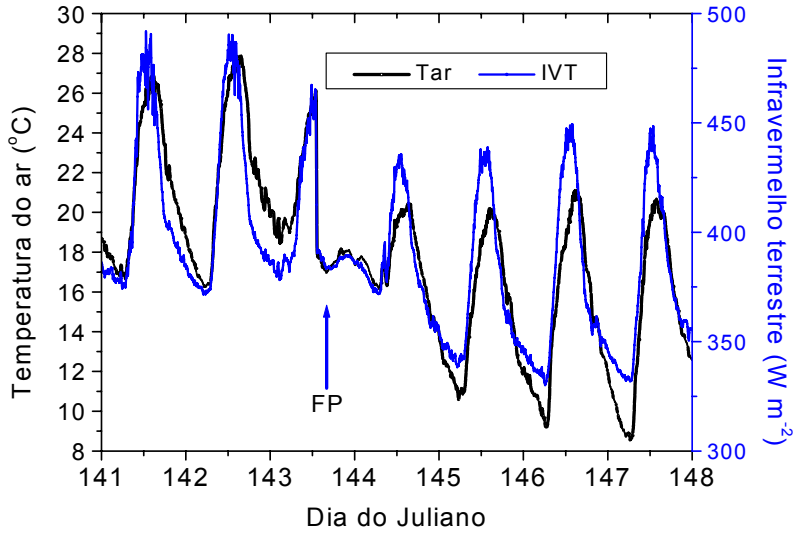

Figura 03: Variação do infravermelho terrestre (IVT) e temperatura do ar (Tar) para o período entre o dia juliano 141 ao 147 do ano de 2003, registrado na Estação Climatológica do LCB – USP.

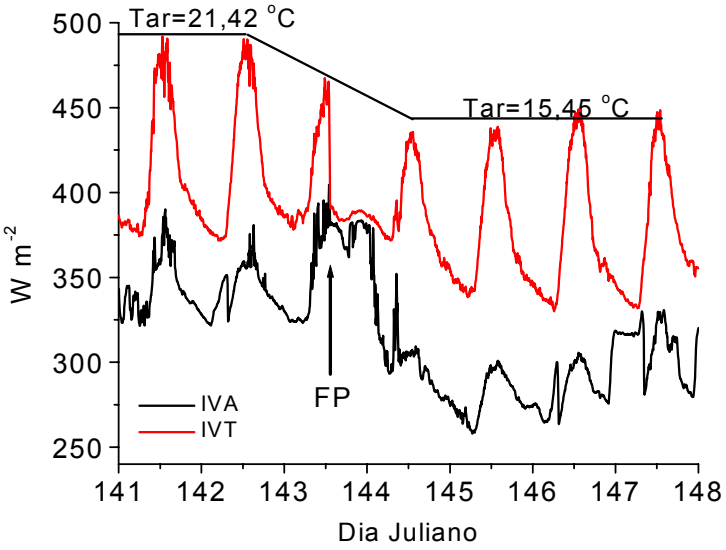

Figura 04: Variação do infravermelho terrestre e atmosférico para o período entre o dia juliano 141 ao 147 do ano de 2003, registrado na Estação Climatológica do LCB – USP.

A figura 4 apresenta a variação da emissividade atmosférica (IVA). Percebe-se que a IVA é mais reduzida em relação a IVT. Tal fato é explicado pela diferença de temperatura superficial e da temperatura da atmosfera. Em dias com cobertura de céu limpo a atmosfera emite onda longa com temperaturas em torno de –40 °C, por outro lado a temperatura superficial dificilmente vai estar abaixo de zero. Recordando os conceitos da lei de Stefan-Boltzmann é possível entender o porque a superfície terrestre emite mais energia que a atmosfera. No momento da passagem da frente polar percebe-se uma proximidade entre as curvas de IVA e IVT. Tal proximidade é explicada pelo que neste momento ocorreu cobertura de nuvens, portanto, quem esta emitindo é a base da nuvem que pode estar em temperaturas acima de zero e/ou próximo ao ponto de orvalho. Uma análise temporal das curvas de IVA e IVT permite inferir informações acerca da cobertura de nuvens, mesmo no periodo noturno. O processo é simples: em periodos de céu limpo IVA e IVT se distanciam e em períodos de céu nublado IVA e IVT ser aproximam. Resumindo, em horários com céu limpo o SRol é negativo e com cobertura de nuvens é menos negativo, ou seja, se aproxima de zero (ver figura 05).

Partindo desse conceito é possível compreender porque a IVT (linha vermelha) é superior a IVA (linha negra) durante todo o período, pois a temperatura da superfície é superior a atmosférica, principalmente em períodos de céu limpo e baixa umidade do ar. Quando da passagem do sistema frontal tem-se um aumento da nebulosidade é a temperatura da atmosfera tende a aproximar-se daquela da superfície aproximando as componentes IVT e IVA. Essas duas componentes do saldo de radiação resultam no balanço de onda longa da superfície (IVA-IVT) e ajuda a explicar a queda de temperatura no período noturno.

A figura 05 apresenta o saldo de radiação de onda longa (SRol=IVA-IVT). Percebe-se no momento da passagem da frente polar que os valores de SRol tendem a zero. Isso nos ajuda a entender porque as noites com cobertura de céu limpo, em uma mesma estação do ano, tendem a apresentar valores de temperatura mais reduzidos quando comparados àquelas com céu nublado. Aos olhos da climatologia agrícola o entendimento da emissividade atmosférica e terrestre constitui-se ferramenta importante na previsibilidade da temperatura mínima do ar em noites com probabilidade de ocorrência de geadas.

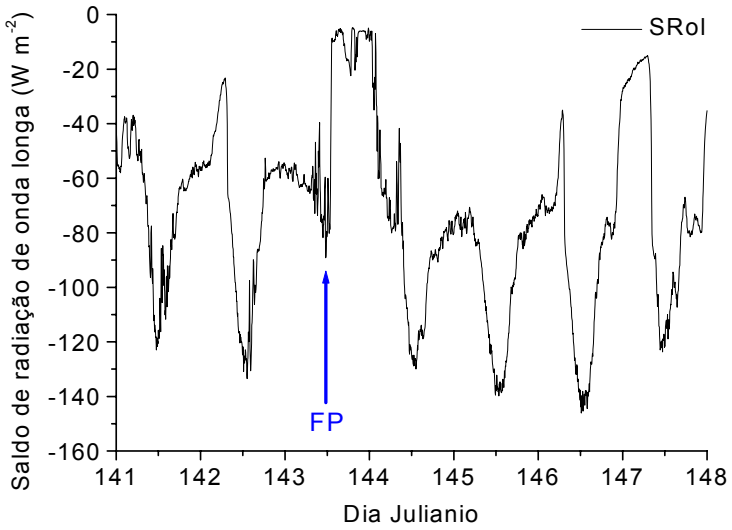

Figura 05: Variação do Saldo de radiação de onda longa (SRol=IVA-IVT) para o período entre o dia juliano 141 ao 147 do ano de 2003, registrado na Estação Climatológica do LCB – USP.

Com isto espera-se que a padronização proposta colabore para o aprimoramento da apresentação dos Anais sem gerar transtornos aos autores.

A figura 06 apresenta a relação entre a radiação solar global (onda curta – Rg) e a emissividade terrestre (IVT). Evidencia-se um ciclo *diuturno* onde os máximos de IVT, de certa maneira e com certo atraso, coincidem com os de Rg. A Rg é a principal fonte de energia no sistema, após sua interação com a superfície terrestre passa a aquece-lá. Esse aquecimento promove elevação da temperatura do solo e do ar e, por conseguinte aumento de IVT. No período noturno com a redução da temperatura do solo e do ar o IVT tende a decrescer proporcionalmente.

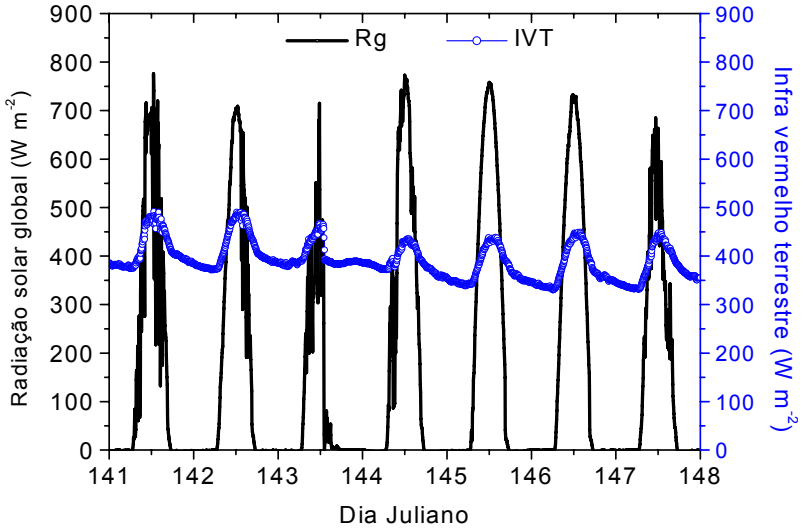

Figura 06: Variação do infravermelho terrestre e da radiação solar global para o período entre o dia juliano 141 ao 147 do ano de 2003, registrado na Estação Climatológica do LCB – USP.

O que se pretende ao final deste trabalho é apresentar de maneira didática, gráfica e clara a variação temporal das componentes de emissividade atmosférica e terrestre, assim como, as possíveis inferências e observações que podem ser obtidas quando de sua análise temporal. Entendemos que o período de observação de uma semana é relativamente curto, mas lanca-se aqui uma nova forma de *olhar para atmosfera* e para a componente de radiação de onda longa.

REFERÊNCIAS

CRAWFORD, T.M., DUCHON, C.E. An improved parameterization for estimating efective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. **Journal of Applied Meteorology**, v.38, 474–480, 1999.

Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC]. In: J.T. Houghton et al. (Eds.), Climate Change 2001: The scientific Basis, Cambridge University Press, New York. 2001.

IZIOMONA, M.G.; MAYERB, H.; MATZARAKIS, A. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.65, 1107– 1116, 2003.

MACHADO, A.; AZEVEDO, T. R. de. Observações não-convencionais da radiação atmosférica na cuaso e imediações. IN: SEMINÁRIO DE PESQUISA EM GEOGRAFIA FÍSICA, 2, São Paulo. Anais... São Paulo: Programa de Pós-Graduação em Geografia Física – FFLCH – USP, 2004. p. 657-662.